

Los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del Sistema Central Español: relación con los diques lamprofídicos acompañantes

Alkaline monzo-syenitic porphyries from the Spanish Central System: relationship with the accompanying lamprophyres

D. Orejana y C. Villaseca

Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de CC. Geológicas, UCM, 28040 Madrid. dorejana@geo.ucm.es

ABSTRACT

The alkaline monzo-syenitic porphyries from the Spanish Central System (SCS) show a heterogeneous composition ranging from basic to acid terms which give rise to major and trace element compositional trends in accordance with fractional crystallization of amphibole, plagioclase, biotite, alkaline feldspar, Ti-magnetite and apatite. The whole-rock geochemistry of the basic porphyries shows clear similarities with respect to the SCS isotopically enriched alkaline lamprophyres, indicating that a genetic link between both groups of dykes might exist. This relationship would probably represent an origin of the monzo-syenitic porphyries after differentiation of parental lamprophyric magmas due to fractional crystallization.

Key words: Monzo-syenitic porphyries, lamprophyres, crystal fractionation, Spanish Central System.

Geogaceta, 40 (2006), 103-106
ISSN: 0213683X

Introducción

El basamento granítico-metamórfico que constituye el Sistema Central Español (SCE) se encuentra atravesado por diferentes grupos de diques post-Hercínicos de afinidad geoquímica claramente diferenciada (Villaseca *et al.*, 2004): calco-alcalinos, shoshoníticos, alcalinos y toleíticos. Los diques calco-alcalinos y shoshoníticos corresponden, respectivamente, con los grupos Gb2 y Gb3 establecidos por Villaseca *et al.* (2004), mientras que el gran dique toleítico de Alentejo-Plasencia correspondería con el grupo Gb5 (Villaseca *et al.*, 2004), que ha sido datado en 203 Ma (Ar-Ar en biotita; Dunn *et al.*, 1998). Los diques alcalinos (grupo Gb4 de Villaseca *et al.*, 2004) cortan a los granitos del SCE con direcciones principalmente N-S y pueden dividirse a su vez en dos tipos distintos de acuerdo a su petrografía y geoquímica: 1) diques alcalinos de lamprófidos y diabasas y 2) diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos. Estos diques alcalinos pueden agruparse en el campo en cuatro grandes enjambres de diques que siguen las cuatro lineaciones estructurales más importantes de la zona, señaladas por Ubanell (1981), que de O a E serían: a) fractura del Puerto del Pico-La Serrota, b) Sierra de la Paramera, c) El Herradón-Casillas y d) eje de fracturación del río Cofio. De éstas, sólo en dos de ellas co-

existen los diques de lamprófidos y pórfidos monzo-sieníticos: fractura del Puerto del Pico-La Serrota y El Herradón-Casillas, llegando a aparecer en el mismo afloramiento y siendo los diques de pórfidos intrusivos en los de lamprófidos (Ubanell *et al.*, 1984).

La estrecha asociación en el campo de ambos grupos de diques, así como la afinidad alcalina que tienen en común y la presencia en los lamprófidos de abundantes estructuras oclares feldespáticas de composición similar a la de los diques de pórfidos, induce a pensar que podría existir una relación genética entre ambas suites, algo que ya ha sido propuesto con anterioridad (Nuez *et al.*, 1981; Villaseca *et al.*, 1983; Pascual y Bea, 1986; Villaseca y Nuez, 1986; Bea y Corretgé, 1986).

En este trabajo presentamos datos de química de roca total de los diques de pórfidos monzo-sieníticos, tanto para elementos mayores como para trazas, así como datos isotópicos del sistema Sr-Nd. La comparación de estos datos con los de los diques de lamprófidos que aparecen asociados nos permite discutir la posible relación entre ambos grupos de rocas alcalinas.

Petrografía y química mineral

Los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE se caracterizan por presentar abundantes fenocristales de minera-

les máficos (biotita, anfíbol de tipo kaersutita y Ti-magnetita), todos ellos ricos en Ti, y minerales félsicos (plagioclasa y feldespato alcalino), además de apatito. Los fenocristales de plagioclasa pueden aparecer rodeados por feldespato potásico, dando lugar a texturas de tipo anti-rapakivi. La matriz está compuesta por las mismas fases que dan lugar a los fenocristales, así como por minerales accesorios como el zircón, la monacita y la titanita. La abundancia en la matriz de feldespato alcalino les proporciona un color rojo característico (por el que se los conoce como pórfidos rojos).

La plagioclasa de los pórfidos parte de una composición de tipo labradorita en los diques de pórfidos más básicos, aumentando su contenido en Ab y Or a medida que los diques van alcanzando composiciones intermedias o ácidas. Los fenocristales de plagioclasa de los diques alcalinos de diabasa del SCE también se clasifican como labradoritas y su composición se asemejaría a la que muestran las plagioclasas de los diques de pórfidos más básicos (Fig. 1).

Esta similitud se pone también de manifiesto en el caso de los minerales máficos, como la kaersutita, la biotita y la Ti-magnetita (Fig. 1). La kaersutita está presente únicamente en los términos básicos y su composición se caracteriza por valores moderados de Mg# (0.62-0.68) y altos contenidos

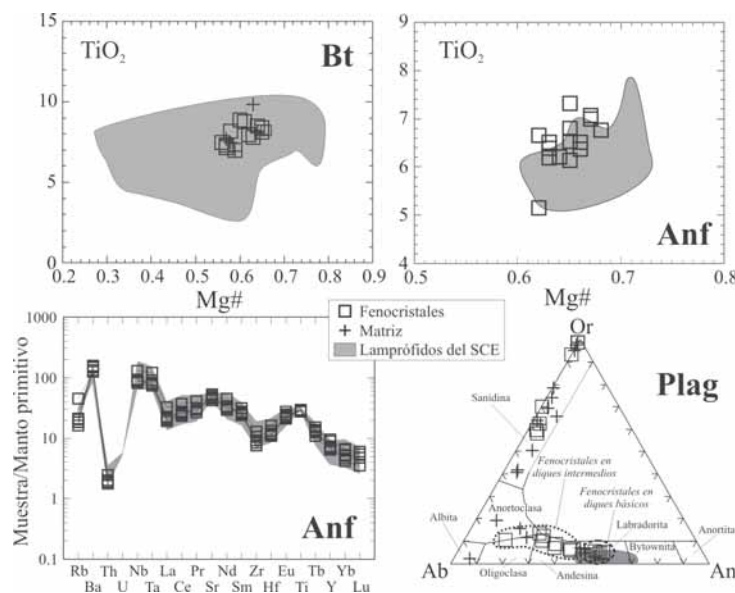


Fig. 1.- Composición de las biotitas, anfíboles y feldspatos de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con la que estas mismas fases muestran en los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas acompañantes. También se ha representando la composición en elementos traza de los fenocristales de anfíbol de ambos grupos de diques normalizada a los valores del manto primitivo según McDonough y Sun (1995).

Fig. 1.- Major element composition of biotite, amphibole and feldspar from the SCS monzo-syenitic porphyries, compared to that of those phases in the SCS accompanying lamprophyres and diabasites. Trace element composition of amphibole phenocrysts from both groups of dykes have also been plotted normalized to Primitive Mantle values of McDonough and Sun (1995).

en TiO_2 (hasta 7.2%) y Al_2O_3 (hasta 14.4%). La biotita posee un rango de valores más heterogéneo de Mg\# (0.56-0.66), pero también está fuertemente enriquecida en TiO_2 (hasta 10%). Este mineral, al igual que la Ti-magnetita, aparece en pórfidos de composición más silícea (diques intermedios). En el caso del anfíbol, además de la composición de elementos mayores se ha podido analizar la de elementos traza, mediante ablación láser acoplada a un ICP-MS, caracterizada por elevados contenidos en Nb-Ta y espectros de REE normalizados al manto primitivo con forma convexa, características típicas de acumulados magmáticos formados a partir de fundidos básicos (Irving y Frey, 1984). En todos los casos se observa que la composición de los fenocristales de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE es muy similar a la que esas mismas fases presentan en los diques básicos acompañantes de lamprófidos y diabasas (Fig. 1).

Geoquímica de roca total

Elementos mayores y traza

Los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE dan lugar a un rango composicional muy heterogéneo tanto en elementos mayores como en trazas. Por su contenido en SiO_2 (46-67%) variarían entre

términos básicos y ácidos. Poseen valores elevados de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}=2.7-7\%$ y $\text{K}_2\text{O}=4.6-7.7\%$), por lo que en el diagrama TAS se proyectarían en los campos de rocas alcalinas desde tefrita-basanita hasta traquita. Las elevadas relaciones K/Na que muestran en casi todos los casos les relacionan con los diques de lamprófidos del SCE en cuanto a su carácter potásico. Al proyectar la composición de elementos mayores y trazas de estos diques se observa que dan lugar a una tendencia de variación composicional caracterizada por un incremento de Si, álcalis, Nb, Zr y REE, y por una disminución de Fe, Ti, Ca, Ba y Sr, a medida que disminuye el contenido en Mg (Fig. 2). Esta variación podría estar ligada a un proceso de cristalización fraccionada en el que probablemente se habrían separado anfíbol, biotita, plagioclasa, feldespato alcalino, Ti-magnetita y apatito, ya que son las fases principales que aparecen como fenocristales (Orejana, 2006). Junto con los diques de pórfidos rojos, en la figura 2 se han representado también los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, observándose que la composición de ambos grupos de diques parece constituir una única tendencia de variación en la que los lamprófidos representarían los términos más primitivos. Esta semejanza resulta un factor más que apoya la posibilidad de que

exista una relación genética directa entre ambos grupos de diques alcalinos.

Estos diques poseen un fuerte enriquecimiento en elementos traza altamente incompatibles ($\text{Ba}=127-1500$ ppm; $\text{Sr}=79-955$ ppm; $\text{Nb}=81-366$ ppm; $\text{Zr}=296-786$ ppm; $\text{La}=46-128$ ppm). No obstante, la fuerte variación que se produce desde los términos más básicos hasta los ácidos (Fig. 2), indica que el fraccionamiento cristalino habría modificado la composición original de los fundidos monzoníticos. En este sentido, a la hora de comparar los pórfidos rojos con los diques de lamprófidos no se han considerado los diques más ácidos que se salen de la pauta general que marcan el resto de pórfidos. En los diagramas de elementos traza normalizados al condrito y al manto primitivo se observa un fuerte fraccionamiento de las REE, elevados contenidos en LILE y HFSE, destacando la anomalía positiva de Nb-Ta a la que dan lugar (Fig. 3).

Relaciones isotópicas Sr-Nd

Se han analizado cuatro muestras para determinar la composición isotópica de los pórfidos sieníticos en cuanto a los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd. Los resultados definen un campo relativamente estrecho caracterizado por valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ entre 0.7048 y 0.7056; ϵNd_0 entre -1.4 y 1.2. No obstante cabe destacar que las muestras que corresponden con los diques más ácidos (o intermedios) presentan una composición isotópica ligeramente enriquecida respecto al resto de diques (Fig. 4). En su conjunto representarían una composición muy próxima a la de un componente mantélico de tipo BSE, también dentro del rango heterogéneo que constituyen los basaltos de islas oceánicas (OIB). Destaca la similitud isotópica que existe entre los pórfidos monzo-sieníticos más básicos y algunos diques de lamprófidos del SCE, y en particular con los que se asocian geográficamente (fracturas del Puerto del Pico y de Herradón-Casillas) (Fig. 4).

Discusión

Para explicar el origen de los magmas sieníticos existen en la literatura diversos modelos que, básicamente, pueden dividirse en cuatro tipos: 1) los que relacionan estos magmas con la fusión de rocas de la corteza (Huang y Wyllie, 1981; Allen y Chappell, 1992); 2) los que explican los fundidos sieníticos como resultado de procesos de mezcla de magmas básicos y silíceos (Barker *et al.*, 1975; Dorais, 1990; Litvinovsky *et al.*, 1999), 3) los que aducen la fusión parcial de un manto metasomatizado (Sutcliffe *et al.*, 1990; Lynch *et al.*, 1993) y 4) los que interpretan su formación como fundidos

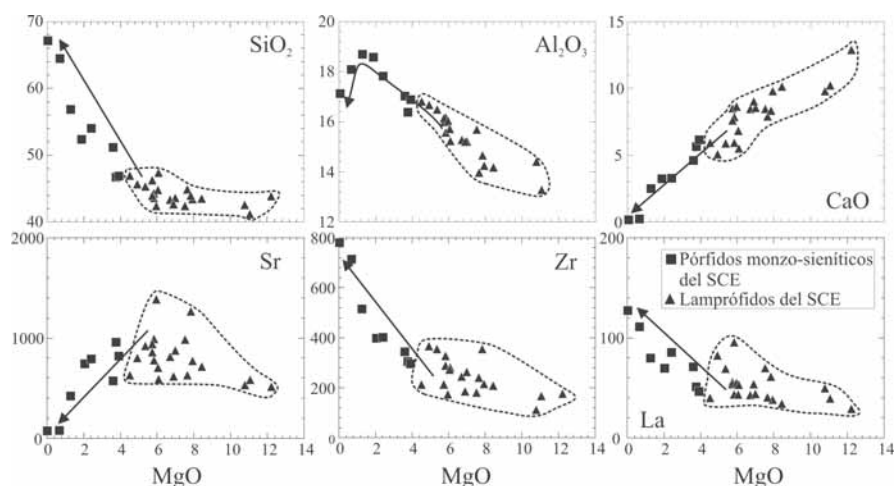


Fig. 2.- Composición de elementos mayores y trazas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. A modo de comparación se han proyectado con triángulos los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE (también delimitados por la línea discontinua). Puede observarse que ambos grupos de diques, en su conjunto, parecen definir una misma tendencia de variación composicional para la mayoría de los elementos, que podría indicar que los pórfidos provendrían de los magmas lamprofídicos mediante un proceso de diferenciación.

Fig. 2.- Major and trace element whole-rock composition of SCS monzo-syenitic porphyries. SCS alkaline lamprophyres and diabasites have been plotted with triangles for comparison (also delimited with a dashed line). Both groups of dykes give rise to a single evolution trend for most elements, which might represent that the porphyries derived from lamprophyric magmas by differentiation.

residuales tras la diferenciación de magmas basálticos alcalinos procedentes del manto (Parker, 1983; Thorpe y Tindle, 1992; Litvinovsky *et al.*, 2002).

Los diques monzo-sieníticos del SCE poseen una composición isotópica muy próxima a la del BSE, no pareciendo que exista influencia cortical, al menos en el caso de los diques más básicos (Fig. 4). Estos términos más primitivos no llegan a poseer tampoco una composición propia de fundidos primarios mantélicos, por lo que de los cuatro modelos expuestos arriba, el cuarto, que hace referencia a un origen residual tras diferenciación de magmas básicos procedentes de la fusión parcial del manto, parece el más probable. La composición isotópica (Sr-Nd) de otras rocas monzo-sieníticas explicadas también como magmas diferenciados a partir de fundidos mantélicos (Thorpe y Tindle, 1992; Litvinovsky *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2005), proyectada en la figura 4, se encuentra también dentro del *mantle array* y representan valores muy próximos a los de los diques de pórfidos rojos del SCE (Fig. 4), mientras que otras sienitas ligadas a componentes corticales o más silíceos se proyectarían hacia campos más radiogénicos (e.g. Yang *et al.*, 2005).

La fuerte variación que se observa en la composición química de los pórfidos rojos se debería, en su mayor parte, a procesos de cristalización fraccionada con participación de las fases que se encuentran presentes como fenocristales: anfíbol, plagioclasa, biotita, feldespato alcalino, Ti-magnetita y

apatito. La disminución de Fe, Mg y Ti estarían relacionadas con el fraccionamiento de anfíbol, biotita y Ti-magnetita, mientras que el descenso de Ca, Ba y Sr se debería a la cristalización de plagioclasa y feldespato alcalino (Orejana, 2006).

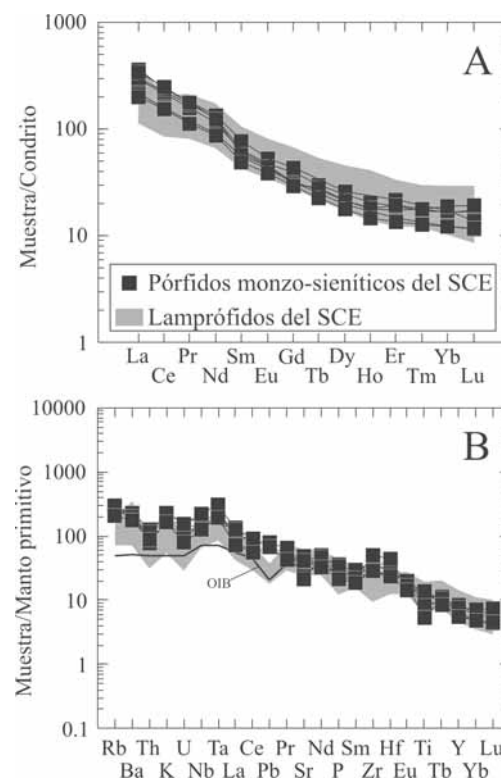
La variabilidad isotópica de los pórfidos monzo-sieníticos sugiere que, además del fenómeno de fraccionamiento cristalino, también han sufrido un proceso de

asimilación. En la figura 4 se ha proyectado la composición isotópica de Sr-Nd de los materiales de la corteza del SCE. La pequeña variación en la composición isotópica que experimentan los diques de pórfidos monzo-sieníticos, hace poco probable la asimilación de componentes de la corteza superior o de los granitoides del SCE, cuya composición en Sr radiogénico es considerablemente mayor que la de Nd. Resulta más plausible un proceso de contaminación ligado a rocas de la corteza inferior, que se habría producido en niveles profundos durante el estancamiento de los fundidos en la base de la corteza.

Los diques más básicos poseen una composición de elementos traza muy similar a la de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE (Fig. 3). Una de las características más significativas es su marcada anomalía positiva en Nb-Ta, que refuerza la escasa influencia de materiales corticales en el origen de estos fundidos, así como la de componentes asociados a subducción. Además de la composición química, las relaciones isotópicas de estos diques nos permiten establecer una clara asociación entre los pórfidos monzo-sieníticos y el grupo de lamprófidos alcalinos cuyas relaciones de Sr y Nd son más radiogénicas. Dentro de este grupo se encontrarían todos los diques pertenecientes a los dos enjambres que aparecen en el campo estrechamente ligados a los afloramientos de los pórfidos rojos. Todo esto hace evidente la existencia de una relación genética directa entre ambos grupos de di-

Fig. 3.- Composición de tierras raras y elementos trazas de los pórfidos monzo-sieníticos más básicos del SCE normalizada, respectivamente, al Condrito (Sun y McDonough, 1989) y al Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995). Se proyecta, a modo de comparación, el rango composicional de los diques de lamprófidos y diabasas y la composición media de los OIB, tomada de Sun y McDonough (1989).

Fig. 3.- REE and trace element composition of SCS monzo-syenitic porphyries normalized, respectively, to Chondrite (Sun and McDonough, 1989) and Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995). SCS lamprophyres and diabasites composition has also been plotted for comparison, together with OIB averaged values taken from Sun and McDonough (1989).



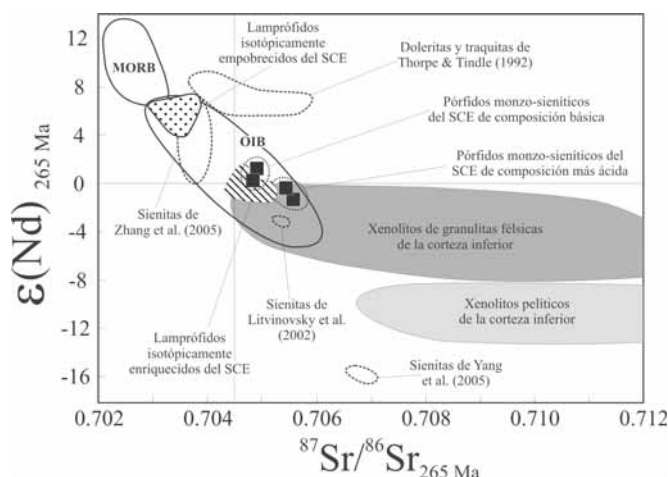


Fig. 4.- Composición isotópica de Sr-Nd de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. Se ha proyectado, a modo de comparación, la composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE, la de rocas monzo-sieníticas de diferentes regiones y la de los xenolitos de granulitas félsicas y péliticas de la corteza inferior (según Villaseca et al., 1999). Los campos del MORB y OIB están extraídos de Wilson (1989).

Fig. 4.- Sr-Nd isotopic composition of SCS monzo-syenitic porphyries. It has also been plotted for comparison other compositional fields: i) SCS alkaline lamprophyres and diabases, ii) monzo-syenitic rocks from different regions, and iii) SCS felsic and pelitic lower crustal granulite xenoliths. MORB and OIB fields taken from Wilson (1989).

ques alcalinos del SCE, que implicaría que los lamprófidos (entre básicos y ultrabásicos) serían los fundidos parentales de los magmas monzo-sieníticos.

Una conexión similar ha sido ya enunciada entre lamprófidos y rocas monzo-sieníticas en otras regiones (Rock, 1991), haciéndose referencia a dos posibles procesos de diferenciación: bien la cristalización fraccionada en cámaras magmáticas, bien la inmiscibilidad líquida de dos fundidos silicatados. Sin embargo, un fenómeno de inmiscibilidad líquida tendría que dar lugar a dos fundidos: uno básico y otro claramente más silíceo, con una composición marcadamente diferenciada. En el caso de los diques alcalinos del SCE, dicha separación no se observa, si no que al proyectar sus contenidos en elementos mayores y trazas dan lugar a una tendencia continua que partiría de los lamprófidos y que indicaría que el proceso que ha dado origen a los pórfidos monzoníticos más básicos sería la cristalización fraccionada a partir de los magmas lamprófidicos.

Agradecimientos

Agradecemos a Alfredo Fernández Larios y José González del Tánago su ayuda y consejo con los análisis de Microsonda Electrónica en el Centro de Microscopía Electrónica «Luis Bru» (UCM), a José Manuel Fuenlabrada Pérez y José Antonio Hernández Jiménez del CAI de Geocronología y Geoquímica (UCM) y a

Tina Hayes y Rex Taylor del Southampton Oceanography Centre (UK) por su colaboración en los análisis isotópicos mediante TIMS. A Bruce A. Paterson, del departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Bristol, por su ayuda con los análisis de ablación láser ICP-MS. Los análisis de trazas en el anfíbol y parte de los datos isotópicos se han llevado a cabo gracias a las ayudas de la Unión Europea, mediante el programa «Access to Research Infrastructure action of the Improving Human Potential Programme, contract number HPRI-CT-1999-00008». El proyecto de investigación actual sobre estudio de las series básicas Hercínicas en el Sistema Central Español está siendo subvencionado por el Ministerio de Educación y Ciencia (proyecto CGL2004-02515).

Referencias

- Allen, C.M. y Chappell, B.W. (1992). *Abstracts with Programs of the Geological Society of America*, 24, 43.
 Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. y Desborough, G.A. (1975). *Precambrian Research*, 2, 97-160.
 Bea, F. y Corretge, L.G. (1986). *Hercynica*, 2, 1-15.
 Dorais, M.J. (1990). *American Mineralogist*, 75, 1092-1105.
 Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 1110-1115.
 Huang, W.L. y Wyllie, P.J. (1981). *Journal*

- of Geophysical Research*, 86, 10515-10529.
 Irving, A.J. y Frey, F.A. (1984). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1201-1221.
 Litvinovsky, B.A., Zanzvilevich, A.N., Wic-kham, S.M. y Steele, I.M. (1999). *Petrology*, 7, 483-508.
 Litvinovsky, B.A., Jahn, B.-M., Zanzvilevich, A.N. y Shadaev, M.G. (2002). *Lithos*, 64, 97-130.
 Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T. y Patchett, P.J. (1993). *Lithos*, 29, 295-302.
 McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 Nuez, J., Ubanell, A.G. y Villaseca, C. (1981). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 3, 53-74.
 Orejana, D. (2006). *El magmatismo alcalino Pérmico del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 393 p.
 Parker, D.F. (1983). *Geological Society of America Bulletin*, 94, 614-629.
 Pascual, M. y Bea, F. (1986). *Boletín Geológico y Minero de España*, 97, 232-248.
 Rock, N.M.S. (1991). *Lamprophyres*. Blackie, 285 p.
 Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). En: *Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders y M.J. Norry, Eds.). Blackwell Scientific Publications, 313-345.
 Sutcliffe, R.H., Smith, A.R., Doherty, W. y Barnett, R.L. (1990). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105, 255-274.
 Thorpe, R.S. y Tindle, A.G. (1992). *Geological Journal*, 27, 101-117.
 Ubanell, A.G. (1981). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 607-622.
 Ubanell, A.G., Villaseca, C. y Nuez, J. (1984). En: *I Congreso Español de Geología*. Comunicaciones, 2, 193-203.
 Villaseca, C., López-García, J.A., Nuez, J. y Ubanell, A.G. (1983). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 1, 103-118.
 Villaseca, C. y Nuez, J. (1986). *Estudios Geológicos*, 42, 69-77.
 Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). *Journal of Petrology*, 40, 1465-1496.
 Villaseca, C., Orejana, D., Pin, C., López García, J.A. y Andonaegui, P. (2004). *Comptes Rendus Géosciences*, 336, 877-888.
 Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, 466 p.
 Yang, J.H., Chung, S.L., Wilde, S.A., Wu, F.Y., Chu, M.F., Lo, C.H. y Fan, H.R. (2005). *Chemical Geology*, 214, 99-125.
 Zhang, H.F., Sun, M., Zhou, X.H. y Ying, J.F. (2005). *Lithos*, 81, 297-317.